

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

LICENCIATURA EN OCEANOLOGIA

“ESTUDIO SOBRE LA PROPAGACIÓN Y EVOLUCIÓN DE REMOLINOS AISLADOS”

TESIS

Que para obtener el título de:

OCEANÓLOGO

Presenta:

Homar Verdugo Ortega

Director:

Antonio Martínez Alcalá

Sinodales:

Oscar Uriel Velasco Fuentes

Ana Laura Flores Morales

Ensenada, B.C.

Agosto de 2016



FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

LICENCIATURA EN OCEANOLOGÍA

ESTUDIO SOBRE LA PROPAGACIÓN Y EVOLUCIÓN DE REMOLINOS AISLADOS

TESIS

QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL GRADO DE
OCEANÓLOGO

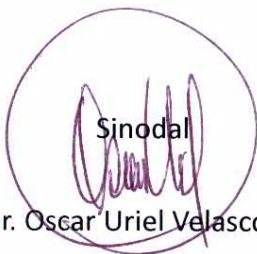
PRESENTA

HOMAR VERDUGO ORTEGA

APROBADO POR:

Director de Tesis

Dr. José Antonio Martínez Alcalá

 Sinodal
Dr. Oscar Uriel Velasco Fuentes

 Sinodal
Dr. Ana Laura Flores Morales

RESUMEN

Utilizando un modelo no-lineal de gravedad reducida (capa y media), se realizaron experimentos numéricos con el propósito de estudiar la propagación y las características evolutivas de remolinos aislados. Se estudiaron tanto ciclones como anticiclones, lineales y no lineales, en función de su escala radial y latitud inicial. Los resultados obtenidos indican que la velocidad de propagación de los remolinos en general, se encuentra principalmente influenciada por la latitud. La velocidad de propagación es máxima a latitudes bajas y decae (proporcionalmente a β) al aumentar la latitud. Ambos tipos de remolinos viajaron hacia el oeste a una velocidad menor que la velocidad de fase de ondas largas $\beta_0 R d^2$. La influencia de la no linealidad en los remolinos es presentada para remolinos de ambos signos. La componente meridional de la propagación es un efecto puramente no lineal, de tal manera que si la advección es insignificante (pequeña amplitud), los remolinos de signos opuestos viajan a la misma velocidad y su desplazamiento es puramente zonal. Se observó que la advección influye a ciclones y anticiclones de tal manera que los ciclones (anticiclones) son desviados al norte (sur). Si los remolinos cuentan con advección suficiente (si son lo bastante no lineales) pueden encontrar un balance aunque su radio sea menor que el radio de deformación (Rd). Estos a su vez resultaron ser los más longevos. Sin advección los remolinos con escalas por debajo de Rd no logran balancearse y dispersan su energía, por lo que su duración es mucho menor. Lo anterior significa que los remolinos observados en el océano, requieren la inclusión de los términos no lineales para interpretar de manera correcta el impacto y las características observadas que estos presentan. Se presentan algunas comparaciones con datos observados de altimetría, de donde se observa que en el caso no lineal las similitudes son mayores.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVO Y METODOLOGÍA	4
2.1 Modelo Numérico	4
2.2 Condiciones Iniciales	5
2.3 Experimentos Numéricos.....	8
3. RESULTADOS Y DISCUSIONES	11
3.1 Remolinos lineales.....	11
3.1.1 Dependencia del radio.....	11
3.1.2 Dependencia de la latitud	14
3.2 Remolinos No lineales	16
3.2.1 Dependencia del radio	18
3.2.2 Dependencia de la latitud.....	27
3.2.3 Balances	35
4. CONCLUSIONES	38
5. REFERENCIAS.....	40

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Dominio numérico y condiciones iniciales de un anticiclón inicialmente Gaussiano y simétrico de 75 km de radio.....	6
Figura 2 - Evolución lineal de un anticiclón de 60 km de radio sembrado en 15° de latitud ($Rd=75$ km) con la velocidad obtenida geostróficamente a partir del desplazamiento de la interfaz (ec. 3).....	9
Figura 3 - Velocidad de propagación zonal de ciclones y anticiclones (lineales) estimada a los 40 y 150 días de simulación.	12
Figura 4 - Velocidad zonal de remolinos según su latitud inicial: Remolinos lineales simulados, remolinos no lineales simulados, Velocidad teórica obtenida de Van Leeuwen 2007, Velocidad de fase de ondas largas $V_f = \beta_0 R d^2$, promedio de los remolinos observados de Chelton <i>et al.</i> 2011b.	14
Figura 5 - Evolución no-lineal de un ciclón de 60km de radio sembrado en 15° de latitud ($Rd=75$ km) con la velocidad obtenida geostróficamente a partir del desplazamiento de la interfaz(ec. 3).	16
Figura 6 – Igual que la Figura 5 pero para un anticiclón no lineal.	16
Figura 7 - Velocidad máxima de corrientes para ciclones (izquierda) y anticiclones (derecha) obtenidas de la periferia los remolinos el día 10 de la simulación.....	19
Figura 8 - Número de Rossby $Ro = \frac{U/L}{f}$, de ciclones (izquierda) y anticiclones (derecha), estimado con las velocidades de corrientes que se muestran en la Figura 7.....	19

Figura 9 - Valor absoluto de la elevación de la interfaz (η) máxima registrada para ciclones (izquierda) y anticiclones (derecha) según su escala radial L y latitud inicial.....	22
Figura 10 - Cortes mensuales de desplazamiento zonal del máximo valor de η para tres ciclones y tres anticiclones de diferente escala radial L , inicializados en 15° de latitud.....	25
Figura 11 - Posición y trayectoria seguida por los remolinos en el día 150 de la simulación según la latitud a la que fueron sembrados.	27
Figura 12 -Velocidad de propagación zonal de remolinos simulados contra datos reales sin filtrar expuestos en Chelton <i>et at.</i> 2011b.....	28
Figura 13 - Valor absoluto de la velocidad de propagación (zonal y meridional) estimadas a los 150 días de simulación.....	30
Figura 14 - Diferencias entre el balance de remolinos lineales y no lineales.....	33
Figura 15 - Diferencias entre el balance de ciclones y anticiclones fuertemente no lineales. Inicializados en 15° de latitud con 30km de radio.	35

1. INTRODUCCIÓN

Ya que vivimos inmersos en un fluido, los vórtices son algo muy común a nuestro alrededor. Existen vórtices de todos tamaños y de todas formas que se dividen en dos tipos según el sentido del giro (ciclónicos y anticiclónicos). Los generamos inconscientemente con cada respiro y al caminar por la calle. Podemos encontrarlos en todas partes. Se encuentran presentes: en la sopa, en el café, en el océano, en la atmósfera, en los océanos y atmósferas de otros planetas, en el sol y en las demás estrellas.

Las ecuaciones de movimiento (ec. 1) que representan el movimiento de un fluido homogéneo, nos brindan la oportunidad de comparar ambientes tan distintos entre sí como nuestro océano, la atmósfera de Júpiter o Saturno y la superficie del sol (Williams 1978; Kuhn *et al.*, 2000; Lou *et al.*, 2000). Dentro de nuestro sistema solar hemos observado vórtices atmosféricos descomunales en cuanto a tamaño y longevidad, como es la mancha roja de Júpiter y el hexágono de Saturno. Seguramente también los habrá en otros fluidos bajo la corteza helada de Europa y en los mares de metano de Titán.

Los vórtices monopolares son quizás los más sencillos, y donde el fluido rota alrededor de un centro. En el océano podemos encontrar monópolos de cientos de kilómetros conocidos como remolinos o “eddies” de mesoescala. Entre la gran variedad de fenómenos oceánicos, en años recientes ha sido reconocido el gran papel que juegan los remolinos de mesoescala. Los remolinos pueden generar ambientes anómalos ya que atrapan y transportan grandes masas de agua con diferentes características fisicoquímicas y biológicas. De este modo, participan en una gran cantidad de ciclos oceánicos y climáticos (Velasco-Fuentes 2003). Pueden contribuir al crecimiento del fitoplancton al generar desplazamientos

verticales grandes que aportan nutrientes a la zona fótica. Algunas veces este crecimiento resulta indetectable para los sensores remotos satelitales, ya que puede darse muy por debajo la superficie (Chelton *et al.*, 2011a). En Chelton y colaboradores (2011b), se presenta un censo de remolinos registrados por medio de sensores remotos satelitales en el periodo 1992-2008. Generalmente ambos tipos de remolinos se propagan hacia el oeste, pero el desplazamiento meridional es opuesto para ambos signos. Los anticiclones se desplazan hacia el ecuador y los ciclones hacia el polo. Resulta relevante el que la mayor parte de la varianza de mesoescala fuera del trópico, ahora es explicada con base en remolinos no lineales en lugar de a Ondas de Rossby (Chelton *et al.* 2007). El número de remolinos ciclónicos y anticiclónicos observados en el océano es similar, por lo que no se encuentra gran preferencia en el sentido de rotación. Chelton *et al.* (2007) mencionan que aunque hay una muy pequeña preferencia por los ciclones, los anticiclones suelen vivir vidas más largas desplazándose mayores distancias.

En estudios recientes, al combinar datos satelitales con datos de la red de flotadores ARGO, se reveló que el transporte de agua que generan los remolinos integrado meridionalmente, alcanza valores de 30 a 40 Sverdrups (30 a 40 millones de metros cúbicos de agua por segundo). Casi todo este transporte ocurre en regiones subtropicales. La magnitud de este movimiento es comparable con la circulación termohalina o con la circulación generada por el viento (Zhang *et al.*, 2014).

Algunos de los remolinos más famosos y estudiados se encuentran asociados con corrientes fuertes en el océano y a veces se refieren a ellos como anillos. Por ejemplo los de la corriente del Golfo y los de la corriente de Agulhas. Estos anillos se han catalogado como

los remolinos más energéticos del océano y transportan un volumen de agua comparable con el que transporta la misma corriente del Golfo (Robinson, 1983). La forma en la que los anillos atrapan masas de agua y las aíslan del medio circundante es tan sorprendente que ha sido comparada matemáticamente por medio de estructuras coherentes Lagrangianas, a los agujeros negros en cosmología y la forma en la que atrapan luz alrededor de ellos en lo que se conoce como esferas de fotones (Haller & Beron-Vera, 2013).

En estudios previos se han estudiado aspectos evolutivos de los remolinos de mesoescala con la ayuda de modelos numéricos de gravedad reducida, como los presentados en McWilliams & Flierl 1979; Chassignet & Cushman-Roisin 1991; Van Leeuwen 2007; Early *et al.*, 2011. Pero, debido a la gran cantidad de escenarios posibles en los que se puede inicializar un monópolo aislado, un estudio mucho más profundo es necesario.

En una aproximación donde la el parámetro de Coriolis aumenta linealmente con la latitud, conocida como plano- β , algunos remolinos son lo suficientemente grandes en su escala horizontal como para que sus extremos norte y sur sean afectados por la rotación de la tierra de manera diferente. La velocidad de las corrientes siempre es mayor en el extremo sur de los remolinos y esto provoca un mayor transporte de masa en el sur-oeste/sur-este de los ciclones/anticiclones. Este desbalance interno de masa es la razón por la cual el remolino se mueve (Van Leeuwen, 2007).

La evolución de los remolinos ha sido ampliamente estudiada, y en la mayoría de los casos se han identificado 2 estados que caracterizan la evolución de los remolinos: primero un periodo de inicialización estimado por $t \sim (\beta L)^{-1}$, seguido de lo que es un estado que se ha

asumido quasi estable (por ejemplo Korotaev, 1997). Por otro lado Early et al., (2011) identifican 3 periodos, argumentando que el periodo asumido quasi estable en realidad no lo es. Propone un tercer estado quasi estable de lento decaimiento que ha sido poco estudiado.

Al existir vórtices de gran variedad de tamaños en diversos lugares del océano, en este trabajo exploraremos el comportamiento de remolinos inicialmente Gaussianos (en balance geostrófico) en función de la amplitud, el radio, y la latitud inicial, comparando en lo posible con algunas observaciones disponibles.

2. OBJETIVO Y METODOLOGIA

El objetivo de este trabajo es investigar la velocidad de traslación de remolinos en función de su polaridad, amplitud, radio y latitud. Así como también evaluar la influencia de la no linealidad en la evolución de los remolinos.

2.1 Modelo Numérico

Para el estudio de los remolinos se escribió un modelo numérico de gravedad reducida programado en FORTRAN. El modelo resuelve las ecuaciones de movimiento (ec. 1) no lineales y sin viscosidad discretizadas sobre una malla tipo "C" según Arakawa. Para avanzar en tiempo se utilizó el esquema de "salto de rana". Al norte y sur el modelo tiene fronteras cerradas, y es periódico en la dirección zonal. Los parámetros del modelo son $dx=dy=3000$ m, y el dominio abarca una longitud zonal de 1500 km y una distancia meridional de 1000 km. El modelo será inicializado con remolinos Gaussianos con diferente amplitud, diámetro, y diferentes latitudes (Figura 1).

Las ecuaciones representan un primer modo baroclínico (también llamado modelo de capa y media), con una aproximación de “tapa rígida” para eliminar la influencia de ondas gravitacionales barotrópicas.

Las ecuaciones que resuelve el modelo son las siguientes:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g' \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad 1$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g' \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \eta + h U}{\partial x} + \frac{\partial \eta + h V}{\partial y} = 0$$

En donde U & V representan los componentes zonal y meridional de la velocidad (uniformes dentro de la capa), η representa el cambio en la profundidad de la capa de tal manera que $\eta > 0$ representa un hundimiento de la interfaz, y por lo tanto un incremento en el grosor de la capa activa, h representa la profundidad de la capa en reposo (asumida constante), g' es la gravedad reducida definida por $g' = g(\rho_2 - \rho_1) / \rho_2$, g es la gravedad en la superficie, ρ_1, ρ_2 representan la densidad en las capas superior e inferior, y f es el parámetro de Coriolis considerado una función lineal de la latitud (plano- θ).

2.2 Condiciones iniciales

La condición inicial de η es dada por la siguiente ecuación:

$$\eta_0 = Ae^{-\frac{X-X_0}{a}^2 - \frac{Y-Y_0}{b}^2} \quad 2$$

En donde A representa la amplitud en el centro del remolino ($A>0$ en anticiclones), a es el radio y X_0, Y_0 representan la posición inicial del centro del remolino dentro de la malla. El signo (positivo/negativo) de A representa un cambio en el grosor de la capa (anticiclón/ciclón). En nuestros experimentos solo estudiaremos remolinos circulares, por lo que podemos referiremos a la escala radial de los remolinos como L ($a=b=L$).

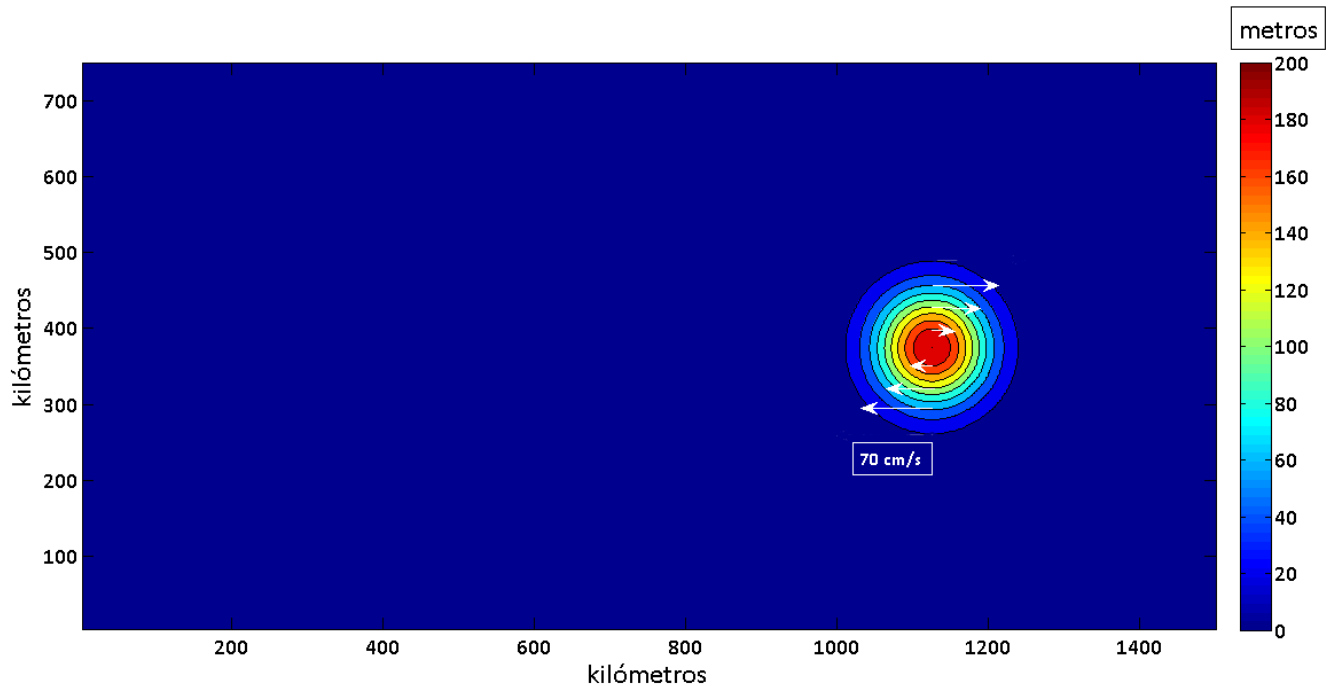


Figura 1. Dominio numérico y condiciones iniciales de un anticiclón inicialmente Gaussiano y simétrico de 75 km de radio. En color se muestra la anomalía en el grosor de la capa superior (η) en metros. $\eta>0$ significa que la interfaz esta hundida. Los vectores corresponden a la velocidad obtenida geostróficamente a partir del desplazamiento de la interfaz (ec. 3).

Para las condiciones iniciales de U, V se utilizó la aproximación geostrófica, de tal manera que la velocidad horizontal es calculada a partir de η (ec. 2) usando:

3

$$U_0 = -\frac{g' \partial \eta}{f_0 \partial y}$$

$$V_0 = \frac{g' \partial \eta}{f_0 \partial x}$$

El parámetro de Coriolis fue aproximado por (plano- β):

$$f = f_0 + \beta y$$

$$f_0 = 2\Omega \text{sen}(\lambda)$$

$$\beta = \frac{2\Omega \text{cos}(\lambda)}{Rt}$$

4

$$\Omega = \frac{2\pi}{86400}$$

En donde λ representa la latitud en el extremo sur del dominio y Rt es el radio terrestre.

Para monitorear la dirección y velocidad de propagación así como el decaimiento de la amplitud, se generó una subrutina dentro del modelo que identifica el valor máximo absoluto de η y su posición dentro de la malla. La velocidad de propagación será calculada por medio de una regresión lineal de la posición diaria del valor máximo absoluto de η durante 150 días.

Una condición necesaria (aunque no suficiente) del buen funcionamiento del modelo es que conserve energía mecánica. Por lo que se monitoreó la energía mecánica, es decir Energía Cinética y Energía Potencial (ec. 5).

$$Et = \frac{1}{2} \eta + h \underbrace{U^2 + V^2}_{\text{Energía cinética}} + \frac{1}{2} g' \eta^2 \quad 5$$

Energía total = Energía cinética + Energía potencial

2.3 Experimentos Numéricos

Con el fin de estudiar la velocidad de traslación de remolinos tanto ciclónicos como anticiclónicos, realizamos 2 grupos de simulaciones. En el primer grupo, que usaremos como referencia, se sembraron remolinos con amplitud de ± 1 cm. En el segundo grupo, la amplitud se mantuvo fija en ± 200 m. Para cada grupo se sembraron remolinos en latitudes desde 15 hasta 81 aumentando en cada caso 3 grados para un total de 23, y para cada latitud se escogieron remolinos con radios entre 30 y 150 km (25 radios). Además, para cada grupo se consideraron tanto ciclones como anticiclones (en el caso lineal resultó innecesario). Entonces cada grupo representa un total de $23 \times 25 \times 3$ (=1725) simulaciones.

Para monitorear la dirección y velocidad de propagación así como el decaimiento de la amplitud, se generó una subrutina dentro del modelo que buscará el valor máximo absoluto de η y su posición dentro de la malla. La velocidad de propagación será calculada por medio de una regresión lineal de la posición diaria del valor máximo absoluto de η durante 150 días.

El radio de deformación de Rossby baroclínico definido por: $Rd = \frac{\sqrt{g'h}}{f}$, fue estimado con las condiciones iniciales de $g'=0.01ms^{-2}$, $f=3.7 - 14.3 \times 10^{-5} s^{-1}$ & $h=800m$. La profundidad

de la capa ($h = 800\text{m}$), tomando como referencia el valor utilizado por *Early* y colaboradores (2011) en su modelo.

Early et al., (2011) inicializan su modelo de gravedad reducida combinando cinco amplitudes y cinco longitudes radiales típicas observadas (5, 10, 15 y 20 cm en la elevación de la superficie, que equivale aproximadamente a un desplazamiento en la interfaz de 50 m a 200 m) y (40, 60, 80, 100, 120 km) dejando fija la latitud en 24° . Nosotros en contraste, dejamos fija la amplitud ($\eta=200$ m para anticiclones y $\eta=-200$ m para ciclones), variando escala radial y latitud.

Los valores del número de Rossby $Ro = \frac{U}{Lf}$ fueron estimados utilizando las velocidades de corrientes del día 10 de la simulación, donde los remolinos eran ya bastante estables.

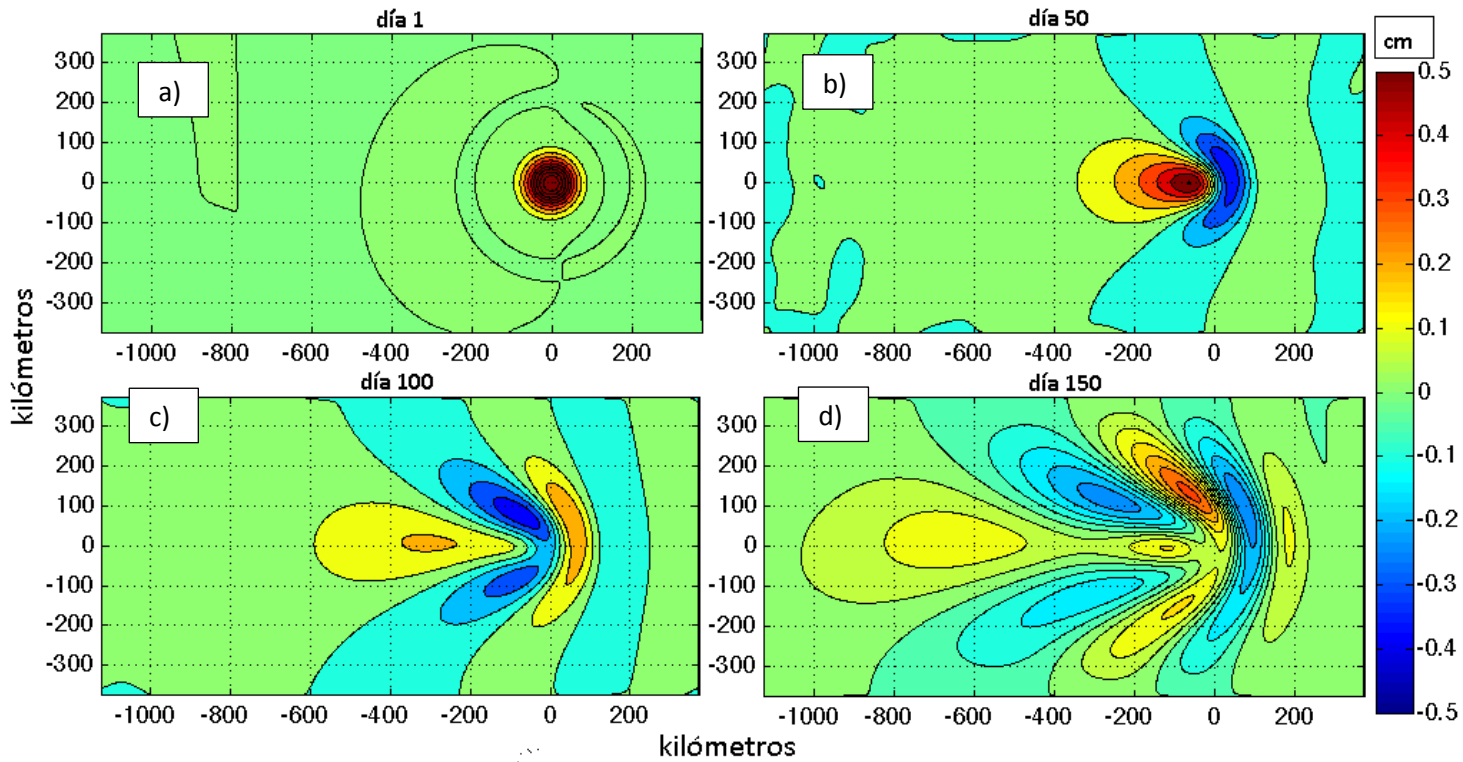


Figura 2. Evolución lineal de un anticiclón de 60 km de radio sembrado en 15° de latitud ($Rd=75$ km) con la velocidad obtenida geostroficamente a partir del desplazamiento de la interfaz (ec. 3). En color se muestra la anomalía en el grosor de la capa superior (η) en centímetros. La figura 2 a, b, c, y d corresponden a los tiempos 1, 50, 100, y 150 días.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Con el fin de discernir la contribución de cada mecanismo involucrado se realizaron simulaciones con las ecuaciones completas y en su versión linealizada. Las diferencias entre la simulación lineal y la no-lineal nos permiten entender mejor el papel que juega la advección en la evolución de los remolinos aislados.

3.1 Remolinos lineales

3.1.1 Dependencia del radio

Existe una gran relación entre la amplitud y el radio de un remolino. En el experimento lineal se utilizaron los mismos 25 radios que en el no lineal (30-150 km), pero al reducir la amplitud del remolino ($A=1$ cm), la velocidad es muy pequeña según lo dicta la condición inicial geostrófica (ec. 3). De esta manera la influencia de la advección (representada en la ec.1 por los términos no lineales) es despreciable. Los remolinos entonces deben encontrar balance con los términos restantes (la aceleración, el gradiente de presión y la aceleración de Coriolis). Por lo tanto, en un escenario lineal, el balance principal para las escalas de movimiento elegidas es geostrófico, y si este no puede lograrse (para radios muy pequeños), el remolino cederá parte de su energía, disminuyendo su amplitud, y generando ondas gravitatorias y de Rossby como se muestra en la Figura 2. La amplitud de las ondas de Rossby puede llegar a ser mayor que la que tiene el remolino (Fig. 2 c y d). Cuando esto sucede el método de rastreo utilizado en este experimento se vuelve ineficaz. Flierl (1977), y McWilliams & Flierl (1979) mostraron que si el radio de un remolino es pequeño comparado con el radio de deformación (Rd del modo normal vertical correspondiente), este se

dispersará rápidamente. La Figura 2 ilustra la forma en la que un remolino lineal dispersa su energía. El mecanismo es igual al escenario lineal que presentan Early *et al.* (2011). Cuando los remolinos no son lo suficientemente grandes no logran adaptarse a un giro- β , ni propagarse de una manera estable, por lo que se deshacen. Esto sucedió con todos los remolinos lineales con escalas radiales menores o iguales al radio de deformación ($L \leq Rd$). Aquellos con escalas mayores a Rd permanecieron coherentes por más tiempo.

En la Figura 3 se presenta la velocidad de propagación zonal de los remolinos lineales en función de su latitud y radio. Aunque la velocidad depende principalmente de la latitud, en el día 40 de la simulación la velocidad de propagación (a bajas latitudes) pareciera tener gran dependencia del radio del remolino (Fig. 3a). Sin embargo, como se mencionó anteriormente muchos de esos remolinos no pudieron balancearse y ya se habían deshecho para el día 150. Debido a esto en la Fig. 3b se puede apreciar un gran cambio con respecto a la Fig.3a. Aquellos remolinos con escala espacial mayor al radio de deformación ($L > Rd$), sobrevivieron y lograron entrar en balance geostrófico. En este caso la velocidad de propagación no muestra gran dependencia del radio, además de que permanecieron coherentes mientras se propagaban durante los 150 días de la simulación.

En general, para el experimento lineal resalta el que se hayan deshecho los remolinos pequeños a latitudes bajas. A medida que aumenta la latitud, Rd disminuye y los remolinos de radios pequeños (~ 30 km) que por ejemplo en 15,20 grados de latitud se deshicieron, en latitudes altas pueden encontrar balance geostrófico.

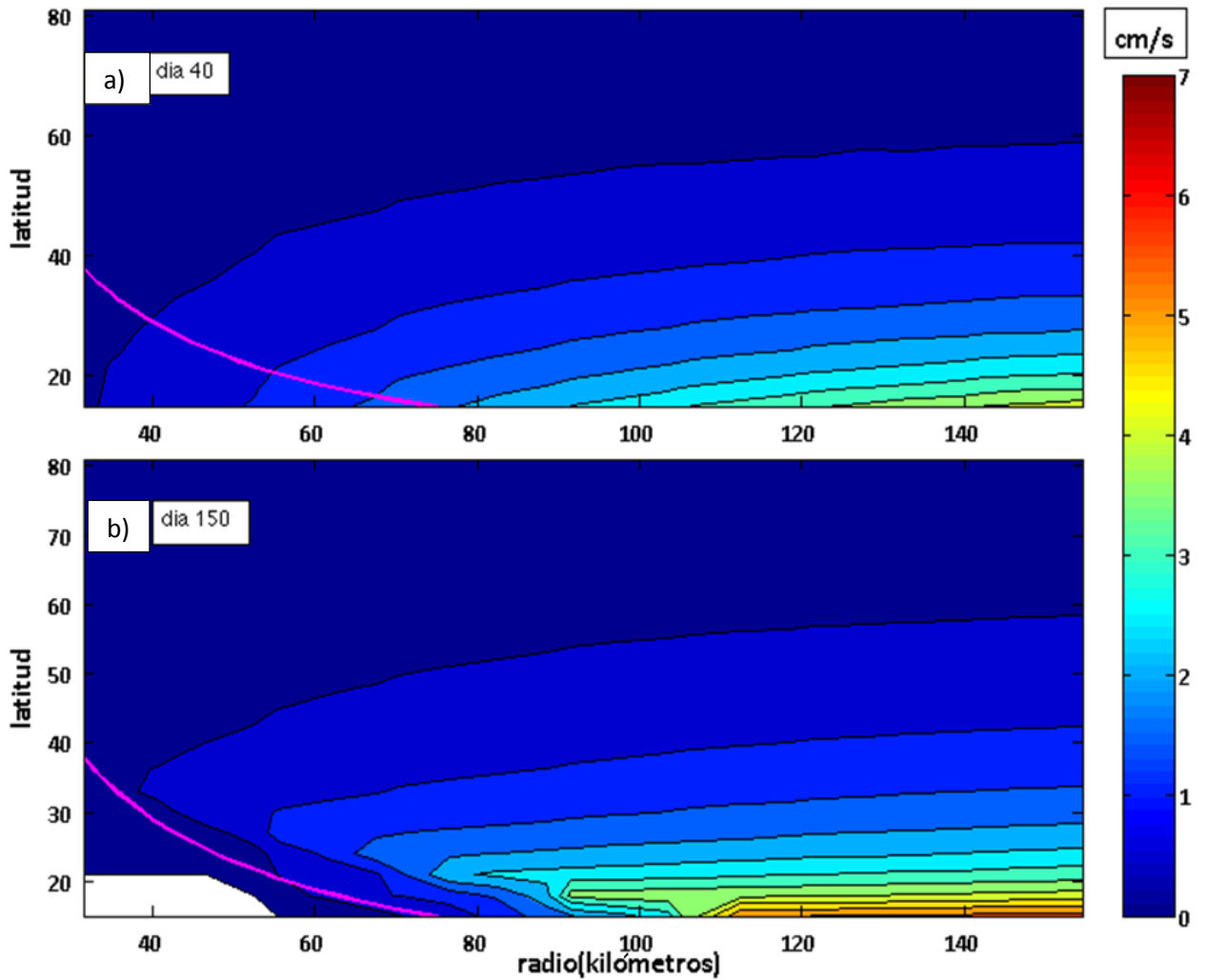


Figura 3. Velocidad de propagación zonal de ciclones y anticiclones (lineales) estimada a los 40 y 150 días de simulación. La escala de colores representa los valores de velocidad en cm s^{-1} . Los ejes x, y representan la escala radial L y la latitud inicial de los remolinos. La línea magenta representa a $Rd = \frac{c}{f}$

3.1.2 Dependencia de la latitud

Los remolinos lineales se desplazaron hacia el oeste únicamente, sin ninguna tendencia meridional. Los resultados de la propagación zonal concuerdan con el mecanismo descrito en Van Leuwen (2007). En un escenario lineal ambos tipos de remolino se propagan en la misma dirección y a la misma velocidad, por lo que la Figura 3 representa tanto a remolinos ciclónicos como anticiclónicos. La velocidad de propagación varía principalmente con la latitud, siendo mayor a latitudes bajas. Por ejemplo en una latitud representativa del sur de México podemos encontrar velocidades de propagación de 6 cms^{-1} , mientras que al norte de México la velocidad se ha reducido por un factor de 3 ($<2 \text{ cms}^{-1}$). La velocidad de propagación disminuye a 1 cms^{-1} alrededor de los 50° de latitud y después disminuye lentamente.

En la Figura 4 se presenta la velocidad de propagación zonal de todos los remolinos simulados en este trabajo en función de la latitud. Las velocidades de remolinos lineales (puntos rojos) y no lineales (puntos negros), se presentan en contraste con un promedio global de datos observados reportados en Chelton et al., (2011) para el periodo 1992-2008 (línea azul), junto con las velocidades lineales teóricas (puntos verdes) obtenidas de Van Leuwen (2007). Los no lineales se presentan separados en ciclones y anticiclones.

Resalta en la Fig. 4 la dependencia de la velocidad zonal con la latitud. La velocidad en general disminuye rápidamente conforme aumenta la latitud. Se observa un comportamiento diferente en los datos observados de Chelton et al., (2011). Resulta curioso que en los datos observados (línea azul) la velocidad de traslación zonal se vuelve constante para latitudes mayores a 40° para ciclones y anticiclones. Para muy altas latitudes ($>70^\circ$) los anticiclones disminuyen su velocidad. Las velocidades obtenidas de Van Leuwen coinciden exactamente

con la velocidad de fase de ondas largas ($\beta_0 R d^2$). Comparando las velocidades con los datos modelados y observados, Van Leeuwen sobreestima la velocidad de traslación zonal en latitudes menores a 35°. A medida que aumenta la latitud la velocidad teórica se parece más a la modelada.

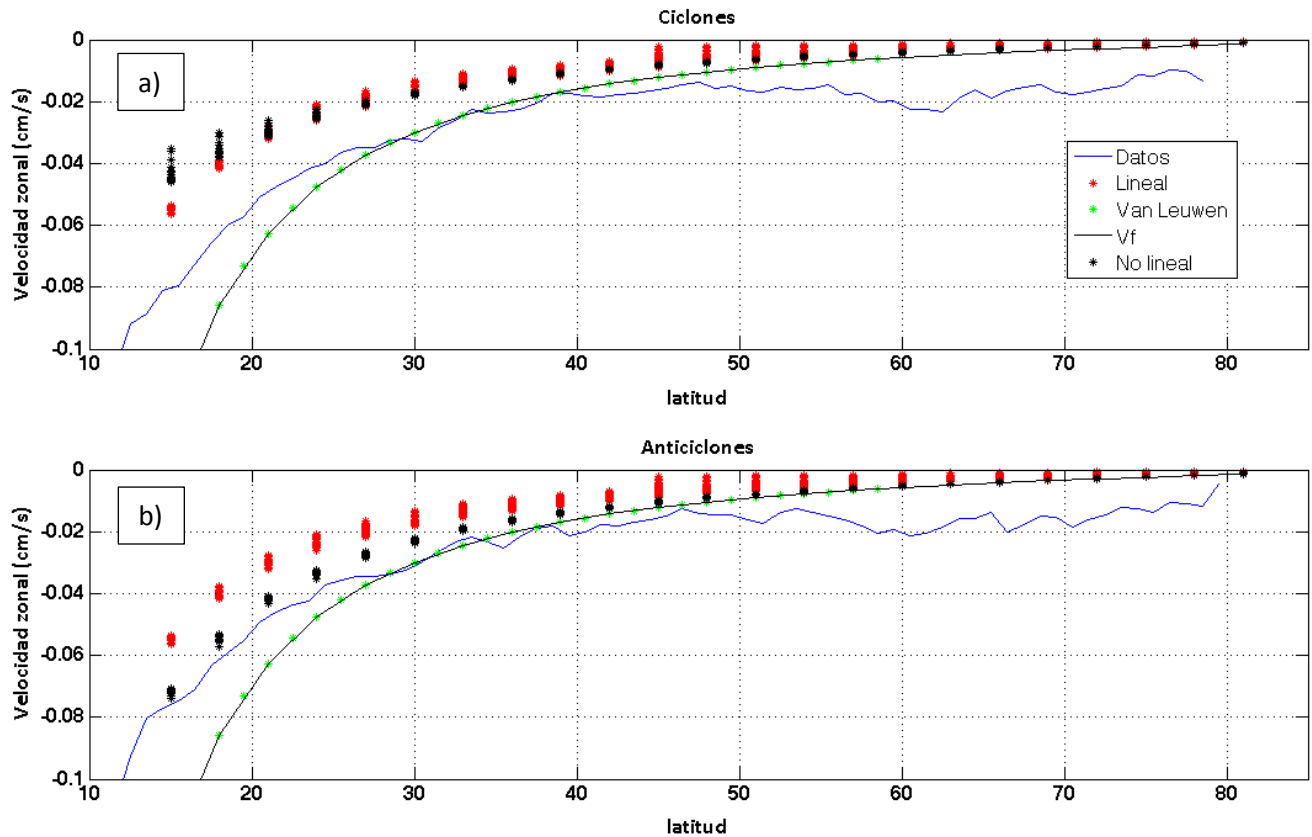


Figura 4. Velocidad zonal de remolinos según su latitud inicial: Remolinos lineales simulados (puntos rojos), remolinos no lineales simulados (puntos negros), velocidad teórica obtenida de Van Leeuwen 2007 (puntos verdes), Velocidad de fase de ondas largas $V_f = \beta_0 R d^2$ (línea negra), promedio de los remolinos observados (excluyendo los de comportamientos anómalos) de Chelton *et al.* 2011b (línea azul).

3.2 Remolinos No-lineales

Para remolinos de amplitud finita, se observa mayor correlación entre los datos observados y los modelados para anticiclones que para ciclones (Puntos negros en la Figura 4). La velocidad zonal de los anticiclones no lineales se asemeja bastante a la de los datos de observados para latitudes menores a 45° (Figura 4b). Por debajo de los 20° de latitud los anticiclones no lineales resultaron ser los más veloces, con velocidades muy cercanas a las observadas para latitudes menores a 45° . Por arriba de esta latitud, los resultados obtenidos con el modelo de gravedad reducida, muestran una disminución asintótica al aumentar la latitud, lo cual no sucede en las observaciones, ya que la velocidad parece disminuir hasta un mínimo de 0.02 ms^{-1} .

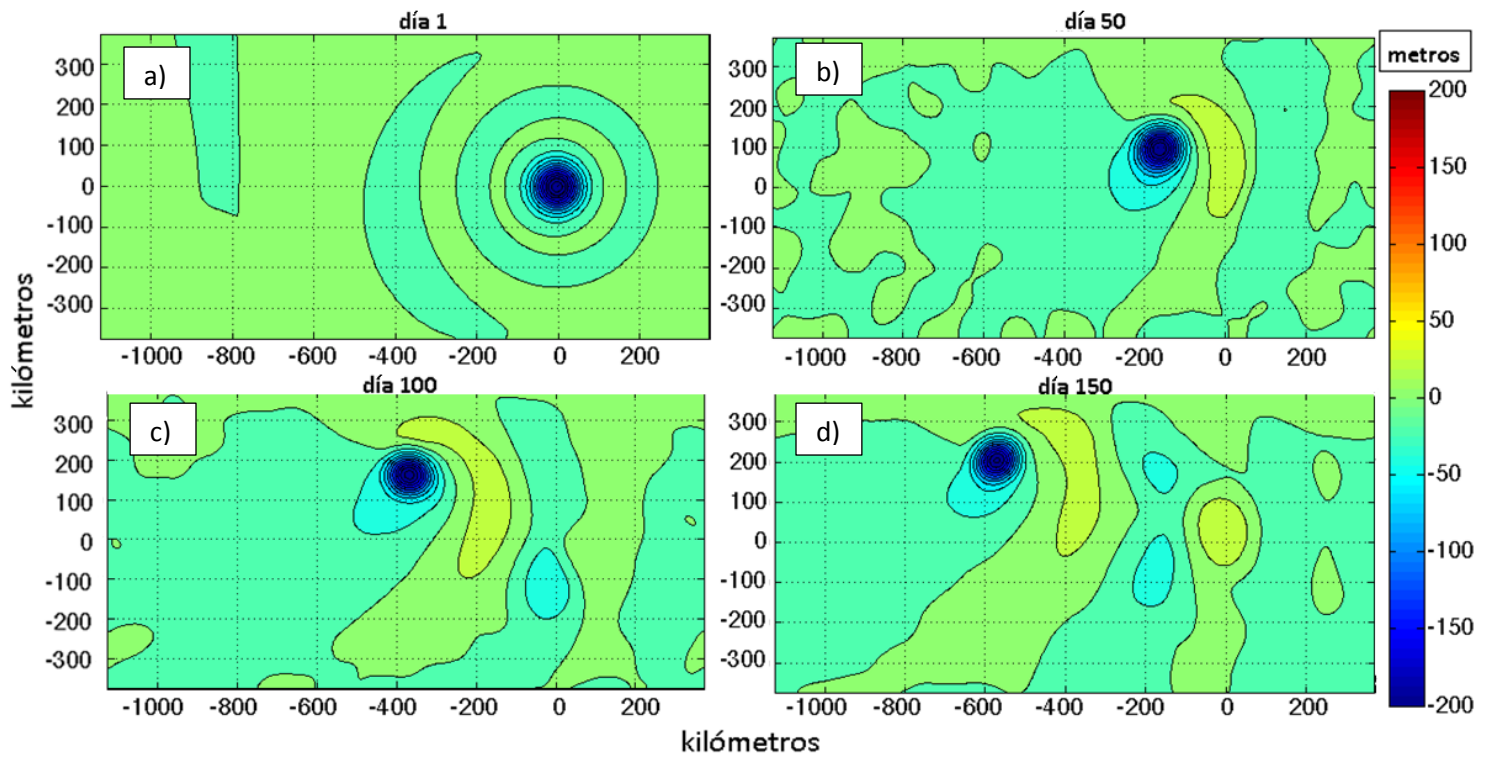


Figura 5. Evolución no-lineal de un ciclón de 60km de radio sembrado en 15° de latitud ($Rd=75km$) con la velocidad obtenida geostróficamente a partir del desplazamiento de la interfaz(ec. 3). En color se muestra el desplazamiento vertical de la interfaz (η) en metros.

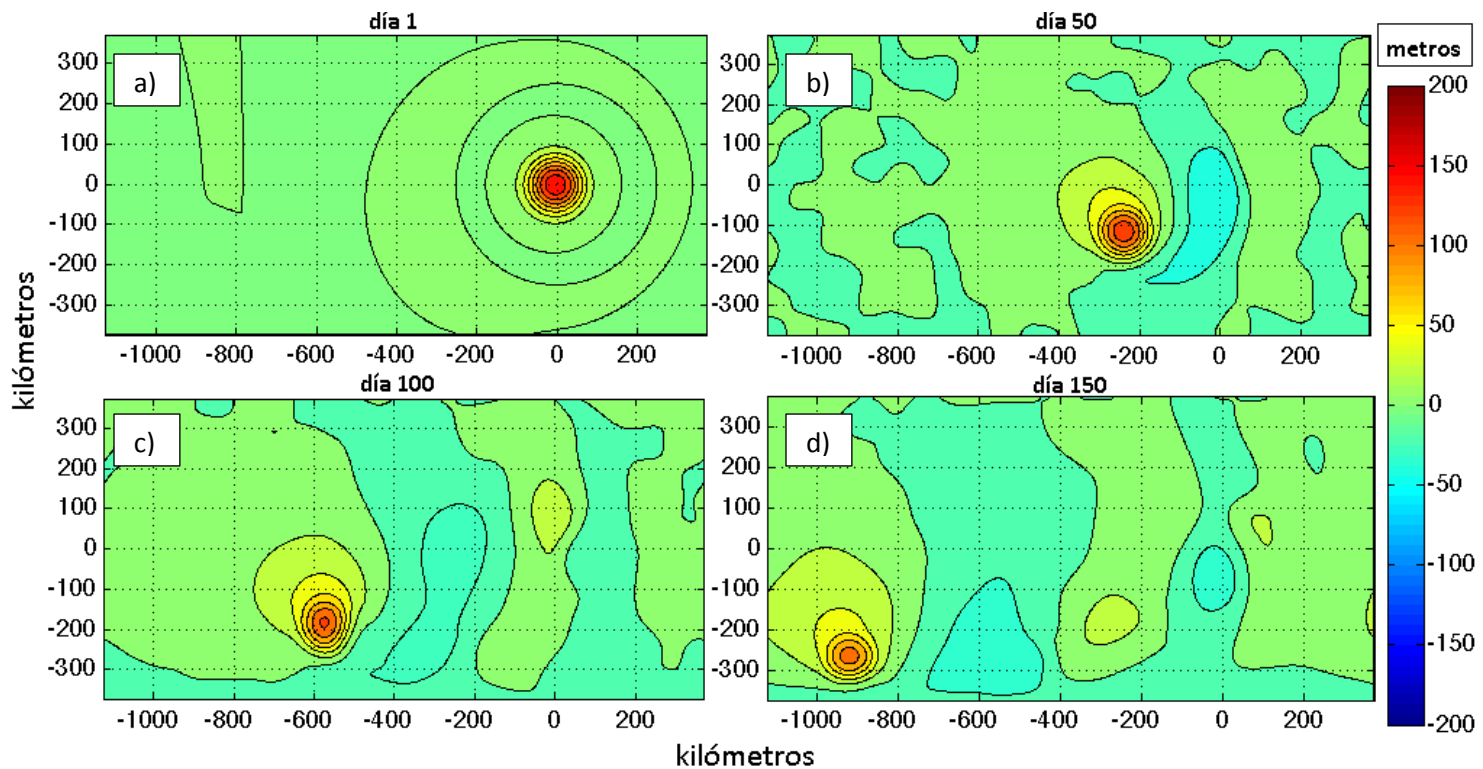


Figura 6. Igual que la Figura 5 pero para un anticiclón no lineal.

3.2.1 Dependencia del radio

Al aumentar la amplitud significativamente, el comportamiento de los remolinos cambió notoriamente. Al comparar las figuras 5 y 6 con la figura 2, contrasta el hecho de que la evolución de los remolinos lineales y no lineales es muy diferente. Incluso habiendo sido inicializados con las mismas condiciones (L, f_0, H_0, g') . La principal diferencia entre ambos experimentos (secc. 2.3) es que en el caso no lineal ningún remolino se deshizo. Los términos no lineales, influyen lo suficiente como para estabilizar a los remolinos, que en el caso lineal se deshicieron, cediendo la mayor parte de su energía a la formación de ondas de Rossby (Fig. 2). Si los términos advectivos son significativos, en vez de deshacerse modifican su amplitud para balancearse. Durante el ajuste inicial pueden apreciarse ondas gravitatorias desplazándose hacia fuera del remolino a medida que este busca un balance (Fig. 5a & 6a).

La propagación de los remolinos no lineales no solo es zonal como el de los lineales (secc. 3.1) sino que contiene una componente meridional. En remolinos lineales, ciclones y anticiclones viajan en la misma dirección (oeste) y a la misma velocidad (Fig. 3), pero en los no lineales los ciclones se desplazan al noroeste y los anticiclones al suroeste. Aparte de la dirección, se observan diferencias en la velocidad de propagación entre ambos signos (Fig. 5 & 6). Los anticiclones viajan considerablemente más rápido tanto zonal como meridionalmente. Ambos generan ondas de Rossby a medida que se propagan. Se observa que los anticiclones decaen un poco más que los ciclones y producen más ondas de Rossby

La elección de usar una aproximación geostrófica como condición inicial (ec. 3) nos permite estimar el campo de velocidad inicial U_0, V_0 dentro del remolino para cada simulación. En la condición inicial elegida (geostrófica) la velocidad decrece al aumentar f ó L . Dicho de una manera más simple, los remolinos pequeños en latitudes bajas girarían mucho más rápido que los remolino grandes a latitudes altas.

Debido a que la condición inicial es inexacta para el sistema (1), los remolinos pasan por un rápido periodo de ajuste. Aunado a lo anterior, el mantener la amplitud constante (en $\pm 200\text{m}$) los términos no lineales en los remolinos pequeños son mayores, de manera similar a lo que en olas se llama “esbeltez”, que se refiere a la relación entre longitud de onda (en este caso el radio) y la amplitud. En nuestros experimentos la amplitud inicial fue constante, por lo que la no linealidad será más intensa al disminuir el radio del remolino. Lo anterior resultó en un periodo de ajuste inicial más breve y dramático para radios pequeños. Debido a esto en nuestros resultados se utilizaron las velocidades de corrientes del día 10 (Figura 7).

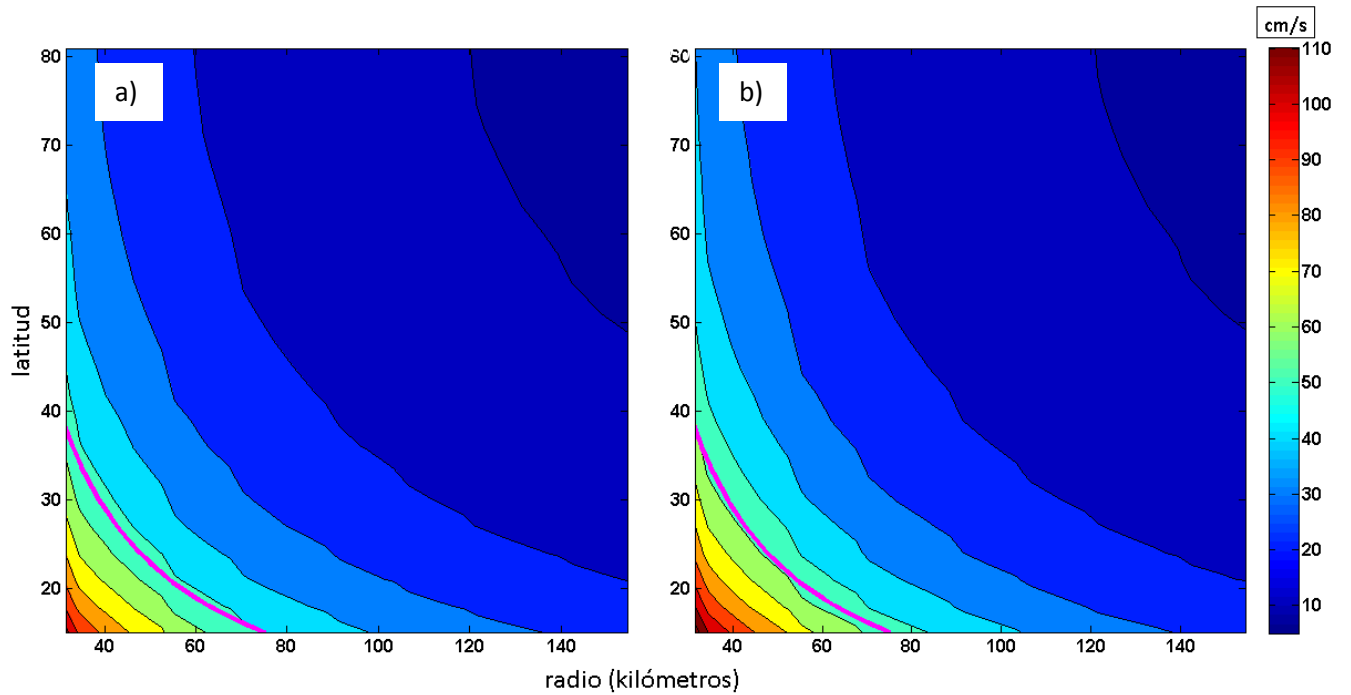


Figura 7. Velocidad máxima de corrientes para ciclones (izquierda) y anticiclones (derecha) obtenidas de la periferia los remolinos el día 10 de la simulación. Los ejes representan la escala radial L de los remolinos y su latitud inicial. La escala de colores representa el valor absoluto del máximo de velocidad de corrientes registradas en la malla.

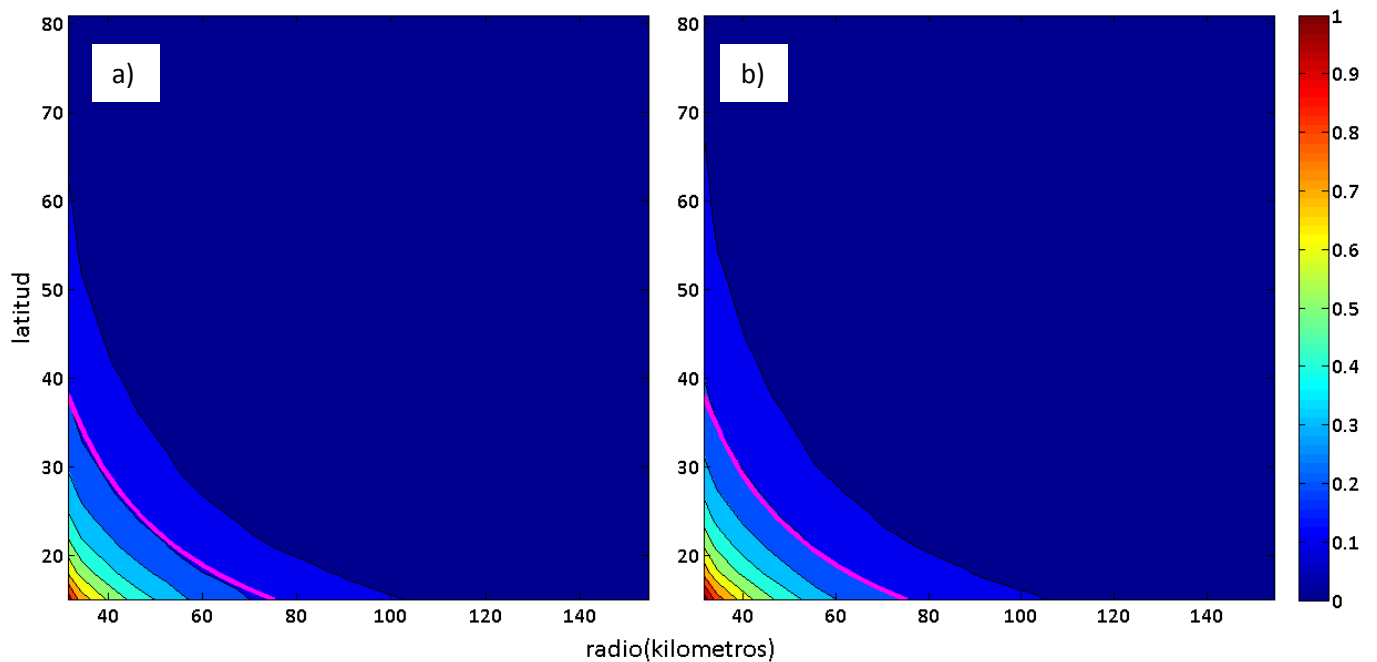


Figura 8 La escala de colores representa el número de Rossby $Ro = \frac{U/L}{f}$, de ciclones (izquierda) y anticiclones (derecha), estimado con las velocidades de corrientes que se muestran en la Figura 7.

Tabla 1 Ciclones (izquierda), Anticiclones (derecha). Relación entre el periodo de rotación y el periodo inercial $\frac{2\pi}{f}$.

L(Km)	31.5	52.5	76.5	103.5	127.5	154.5
Latitud						
15	1.04/0.94	1.49/1.35	1.91/1.74	2.27/2.07	2.59/2.38	3.14/2.94
24	4.32/3.90	6.23/5.75	8.02/7.46	9.65/8.99	10.96/10.37	13.39/12.83
33	12.29/11.23	17.64/16.80	22.75/21.94	27.49/26.52	31.41/30.58	38.78/37.95
42	26.25/24.85	38.20/37.43	49.83/49.18	60.44/59.49	69.36/68.41	85.63/84.37
51	45.66/44.60	67.87/67.67	88.95/88.96	108.03/107.46	124.00/123.07	152.81/151.18
81	83.22/83.25	125.47/126.44	164.5/165.75	199.75/199.75	229.12/228.29	281.96/279.87

En el día 10 de la simulación, como era esperado, los remolinos más pequeños a bajas latitudes ($L=31.5$ km, $f=3.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) fueron los que registraron mayor velocidad en su periferia ($V=1.10 \text{ ms}^{-1}$). Velocidades de 0.80 ms^{-1} o mayores se registran para latitudes entre 15° y 27° N en remolinos pequeños ($L < 50$ km). Velocidades de esta magnitud se han observado en la periferia de remolinos fuertemente no-lineales por medio de mediciones hidrográficas como las reportadas por McWilliams & Flierl (1979), y Robinson (1983). En los remolinos pequeños a bajas latitudes ($L=31.5$ km, $f_0=3.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $V=1.10 \text{ ms}^{-1}$) el periodo de rotación del remolino coincidió con el periodo inercial $\frac{2\pi}{f}$ (Tabla I). Esta es una de las características de los vórtices

coherentes lagrangianos (VCL) inerciales presentados en Haller & Beron-Vera (2013).

Existen grandes diferencias entre ciclones y anticiclones como se muestra en la Tabla I. Los anticiclones giran un poco más rápido (A 81 grados y $L=31.5$ km es al revés). También existe asimetría dentro de un mismo remolino. Las velocidades de la parte sur de los remolinos son un poco mayores que las de la parte norte (giro β). Esta diferencia provoca el desbalance interno de masa que menciona Van Leeuwen (2007), el cual hace que el remolino se desplace en busca de simetría. La masa se acumula en el sur-este (sur-oeste) de los ciclones (anticiclones) y esto provoca que los ciclones migren al norte y los anticiclones al sur.

Los valores de Ro que se muestran en la Figura 8 indican que en la gran mayoría de los remolinos el balance dominante es geostrófico ($Ro \ll 1$). Para latitudes bajas ($<20^\circ$) y radios pequeños (<40 km), los valores de Ro crecen hasta llegar a $Ro=1$ en los remolinos con periodo de rotación inercial ($L=31.5$ km, $f=3.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $V=1.10 \text{ ms}^{-1}$). La amplitud inicial fijada en $A=\pm 200\text{m}$, presentó gran variabilidad durante el periodo de ajuste. En el día 1 de la simulación muchos remolinos ya habían modificado drásticamente su amplitud (Figura 9 a y b). Durante el ajuste inicial, solo los remolinos ciclónicos con radio menor a Rd modificaron su amplitud. Los anticiclónicos en general disminuyeron de amplitud. La amplitud de los ciclones aumentó y la de los anticiclones disminuyó. El mayor cambio de amplitud se registró en los remolinos más pequeños (con $Ro \sim 1$), donde la amplitud del ciclón aumentó alrededor 100 metros y la del anticiclón disminuyó alrededor de 150 metros en un periodo de un día.

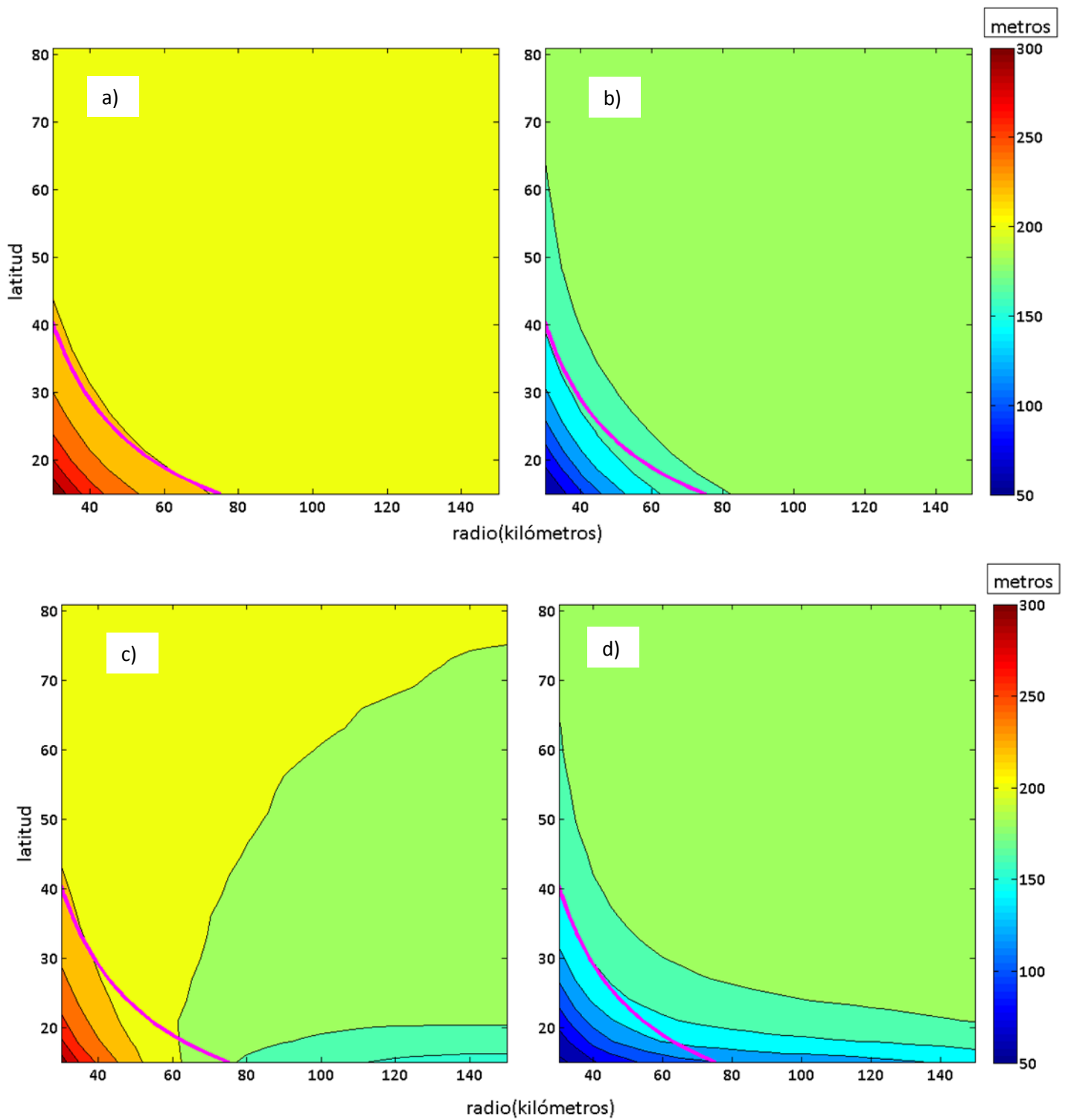


Figura 9 Valor absoluto de la elevación de la interfaz (η) máxima registrada para ciclones (izquierda) y anticiclones (derecha) según su escala radial L y latitud inicial. Día 1 (arriba), día 150 (abajo).

La variación de la amplitud de ambos tipos de remolino disminuye a medida que L se acerca al valor latitudinal de Rd . Gill (1982) explica como en escalas pequeñas el campo de masa se ajusta para estar en equilibrio con el campo de velocidades. Un remolino al comprimirse (estirarse) disminuye (aumenta) su vorticidad. Al cambiar de amplitud, los remolinos pequeños modifican el gradiente de presión de tal manera que pueda balancearse con la aceleración de Coriolis y con la advección (principalmente). Para los radios grandes ($L > Rd$) el ajuste fue pequeño. Los ciclones mantuvieron su amplitud inicial ($A=200\text{m}$) mientras que la de los anticiclones disminuyó alrededor de 20m. En el día 150 de la simulación (Figura 9c & d) muchos de los remolinos aun mantenían la amplitud que registraron en el día 1. Por debajo de Rd todos los remolinos que modificaron su amplitud conservaron su nueva amplitud durante los 150 días de análisis. Es apreciable en la figura 9c la existencia de un par latitud-radio críticos relevante en la evolución de los ciclones. Para pares radio-latitud mayores al crítico, la amplitud en el día 150 ha disminuido un 12%. Por ejemplo a 15° remolinos con radios entre 52 y 64 km tendrán la misma amplitud inicial en el día 150, mientras que a 45° , los remolinos con radios menores a 80 km, tendrán la misma amplitud inicial.

Existen diferencias en la evolución de remolinos de radios pequeños y grandes (comparados con Rd), además, los remolinos pequeños ($Ro \sim 1$) haya grandes diferencias entre ciclones y anticiclones. La Figura 10 muestra cortes mensuales (zonales a la latitud donde se encuentra el centro del remolino) del desplazamiento máximo de η para ambos tipos de remolinos. Los seis remolinos que se presentan en la Figura 10 fueron inicializados en 15° de latitud y corresponden a diferentes valores de Ro y del radio. Los remolinos pequeños

modifican su amplitud drásticamente durante el periodo de ajuste inicial, pero después la amplitud se conserva a medida que el remolino se traslada. Como se mencionó anteriormente, la amplitud de los ciclones aumentó y la de los anticiclones disminuyó y el mayor cambio se registró en los remolinos con ($Ro \sim 1$). El ciclón con ($Ro \sim 1$) incrementó su amplitud en 100 metros y su contraparte anticiclónica disminuyó alrededor de 150 metros. Lo curioso es que la “nueva” amplitud de ambos se conserva a medida que estos se desplazan. Las grandes diferencias en la amplitud entre ciclones y anticiclones para remolinos de radios pequeños, sugiere un balance diferente. A esta escala ($L < Rd$, $Ro \sim 1$) el balance principal no es geostrófico. Cuando el gradiente de presión es balanceado principalmente por la aceleración centrípeta (advección), el balance es conocido como ciclostrófico. Los términos no lineales son significativos, resultando en un balance con participación geostrófica y ciclostrófica por igual. Este balance solo puede ocurrir alrededor de zonas de baja presión, en este caso solo para ciclones, o para remolinos con radios mucho menores a Rd .

Resulta notorio que en los remolinos anticiclónicos la amplitud no cambia significativamente durante los 150 días modelados si $L/Rd \geq 1$. Mientras que la amplitud de los ciclónicos disminuye apreciablemente. Aparentemente, la disminución de la amplitud está ligada a la capacidad que tiene el remolino en generar ondas de Rossby principalmente. En los remolinos grandes ($L \geq Rd$) la amplitud disminuye lentamente a medida que estos se desplazan es apreciable la dispersión en ondas de Rossby que se generan en el lado Este del remolino, la cual es mucho más significativa en los ciclones que en los anticiclones.

En los remolinos grandes aún pueden apreciarse las diferencias mencionadas entre ciclones y anticiclones. Los remolinos con escalas del doble de Rd (Figura 10 c & f) ciclones y

anticlones se comportaron de una manera similar.

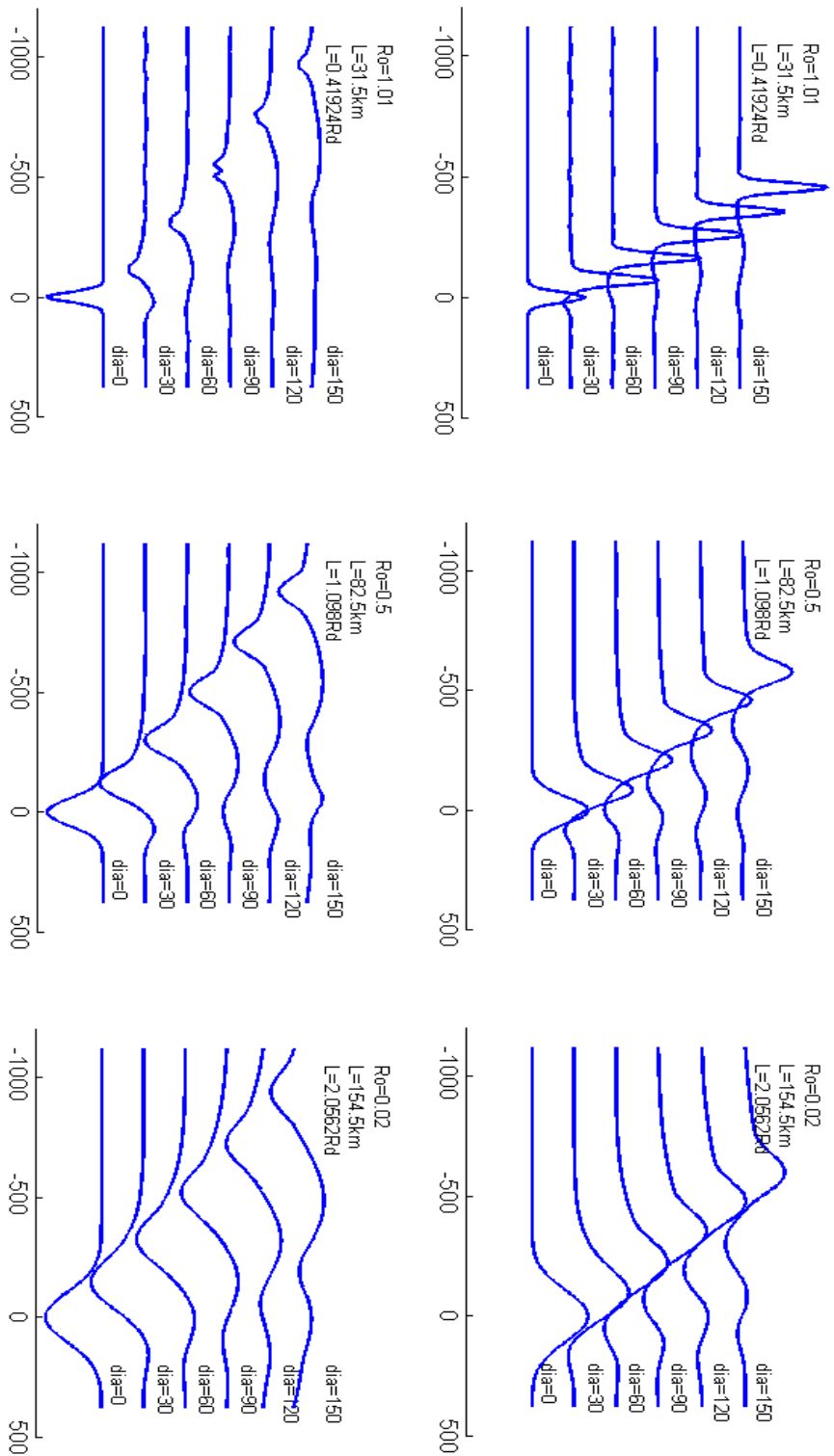


Figura 10. Cortes mensuales de desplazamiento zonal del máximo valor de η para tres ciclones (arriba) y tres anticiclones (abajo) de diferente escala radial L , inicializados en 15° de latitud. El día cero representa la condición inicial.

3.2.2 Dependencia de la latitud

Los remolinos con amplitudes de ± 200 m, mostraron un comportamiento diferente a los de pequeña amplitud. Como ya se mencionó en la metodología (sección 2.3), se realizaron 1150 simulaciones. Los resultados de la traslación para cada remolino se muestran en la Figura 11. La distancia recorrida por ambos tipos de remolinos disminuyó con la latitud y es proporcional al valor de β . Ambos tipos de remolinos migraron hacia el oeste, en respuesta al plano- β . La deflexión meridional opuesta concuerda con los resultados esperados *a priori*. Los ciclones son desviados al norte y los anticiclones al sur. Los ciclones recorren una menor distancia que los anticiclones. En latitudes bajas los remolinos experimentan un mayor desbalance interno, lo que provoca que recorran una mayor distancia en busca de estabilidad (Van Leeuwen, 2007). A medida que los anticiclones se desplazan más hacia el sur necesitan propagarse cada vez más rápido en busca de estabilidad. A latitudes mayores, por ejemplo $\lambda = 60^\circ$, las diferencias en las distancias recorridas (zonal y meridional) entre los ciclones y anticiclones es mínima (Figura 11). A medida que aumenta más la latitud el desplazamiento se vuelve casi puramente zonal. La traslación zonal de los anticiclones es mucho mayor que la de los ciclones. Mecanismos que explican esto se pueden encontrar en Nof 1981; Chassignet & Cushman-Roisin 1991; Benilov 1996; Van Leeuwen 2007. Las diferencias en la traslación zonal entre ciclones y anticiclones se puede observar a cualquier latitud, aunque la distancia recorrida por ambos remolinos se reduce drásticamente.

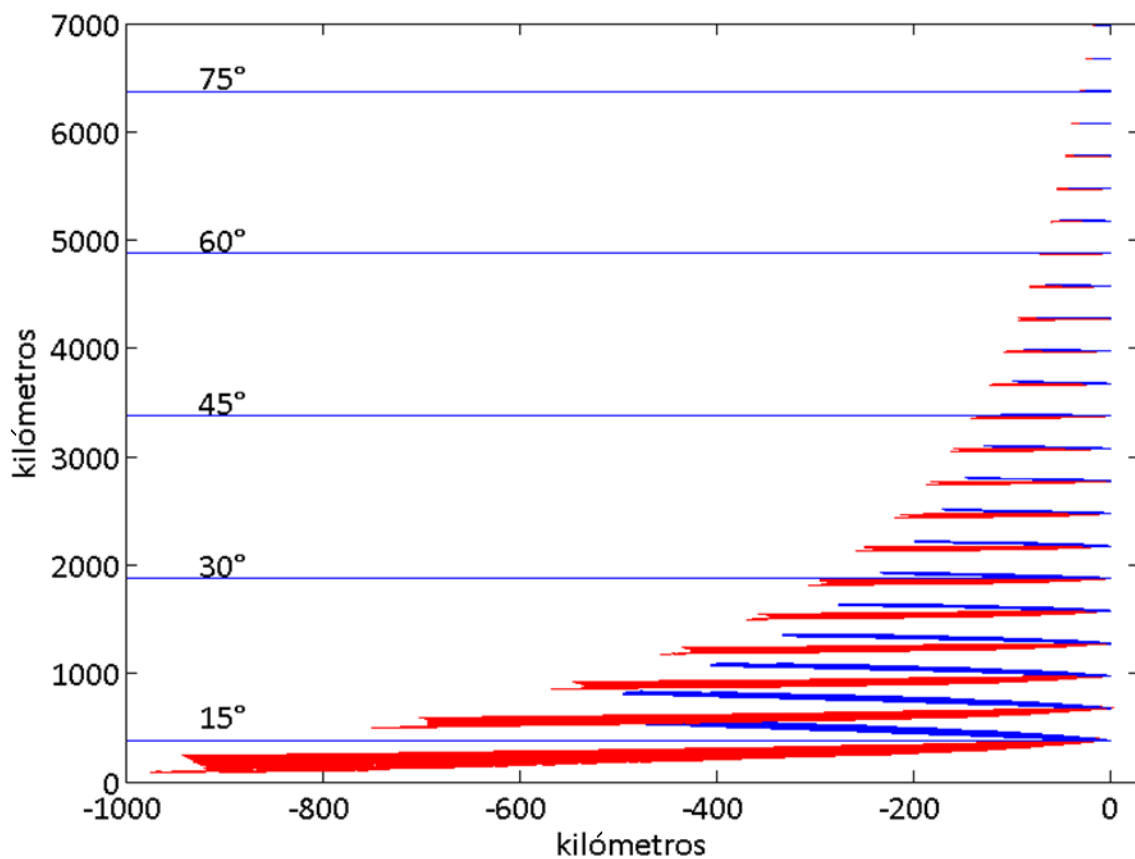


Figura 11. Posición y trayectoria seguida por los remolinos en el día 150 de la simulación según la latitud a la que fueron sembrados. Los colores representan el signo del remolino, anticiclones (rojo) y ciclones (azul).

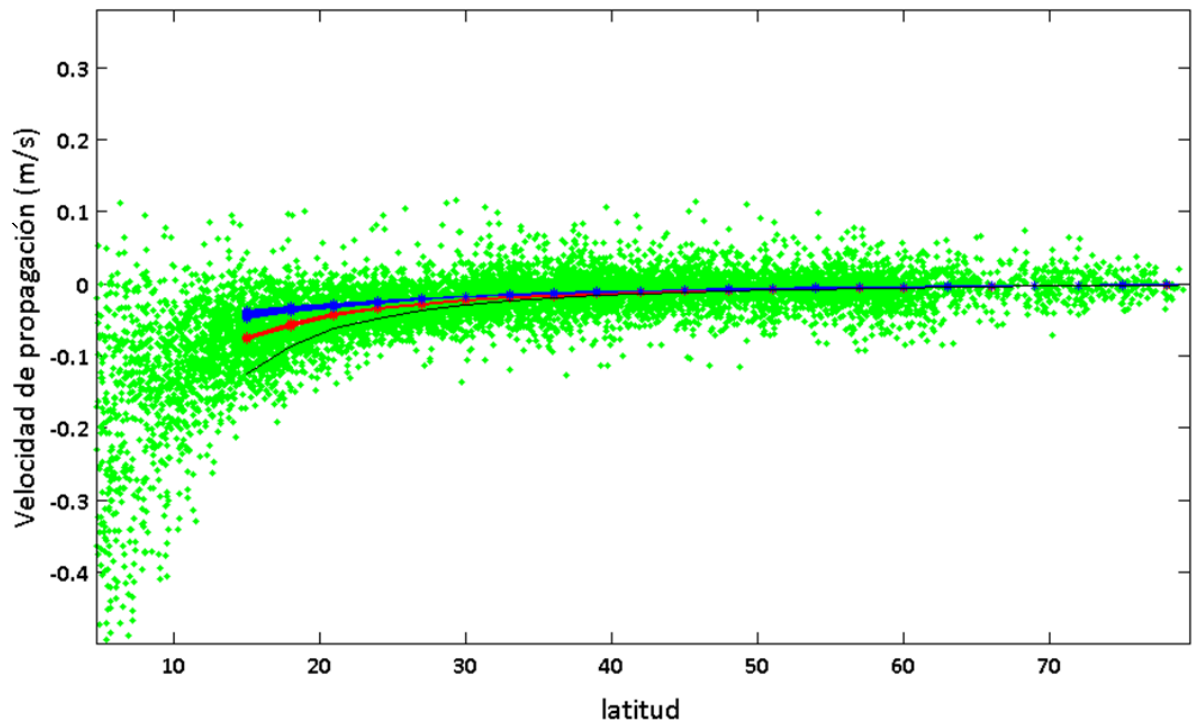


Figura 12 Velocidad de propagación zonal de remolinos simulados comparada con la velocidad de remolinos observados en el océano. Los puntos verdes representan datos reales de velocidad de propagación zonal de remolinos reportados en Chelton *et al.* (2011). La línea roja(azul) representa a los anticiclones(ciclones) simulados. La línea negra representa la velocidad de fase de ondas de Rossby largas $\beta_0 R d^2$.

Como se mencionó en la sección 2.3, en las simulaciones para cada latitud, se estudiaron 25 casos con diferentes radios. En la figura 11 se puede observar que la diferencia en la propagación de los remolinos en función del radio es mínima (comparada con el efecto de la latitud). También es posible observar que el radio de los remolinos produce cambios en la traslación, aunque resulta más notorio en los anticiclones (líneas rojas) que en los ciclones (líneas azules). En ambos casos la diferencia entre la traslación zonal de remolinos de diferente radio disminuye con la latitud. La traslación meridional también disminuye con la latitud y es notoriamente menor que la traslación zonal. Por encima de los 60° la propagación meridional se vuelve insignificante y los remolinos solo se desplazan zonalmente. La tendencia meridional concuerda para ambos tipos de remolinos. Los ciclones (líneas azules) se desplazan hacia el norte y los anticiclones (líneas rojas) se desplazan al sur.

Las velocidades calculadas se distribuyen por debajo de la velocidad de ondas de Rossby largas (Figura 12) definida por $-\beta_0 R d^2$ como es descrito por Nof (1981). A los 15° los anticiclones se desplazaron a una velocidad aproximada de $-1/2 \beta_0 R d^2$ cuando la de los ciclones fue de aproximadamente $-1/3 \beta_0 R d^2$. En el mismo periodo de tiempo, a los 18° la velocidad de los anticiclones fue de $-2/3 \beta_0 R d^2$. La velocidad de propagación se asemeja más a $-\beta_0 R d^2$ conforme aumenta la latitud para ambos tipos de remolino. A partir de los 55° grados es prácticamente igual.

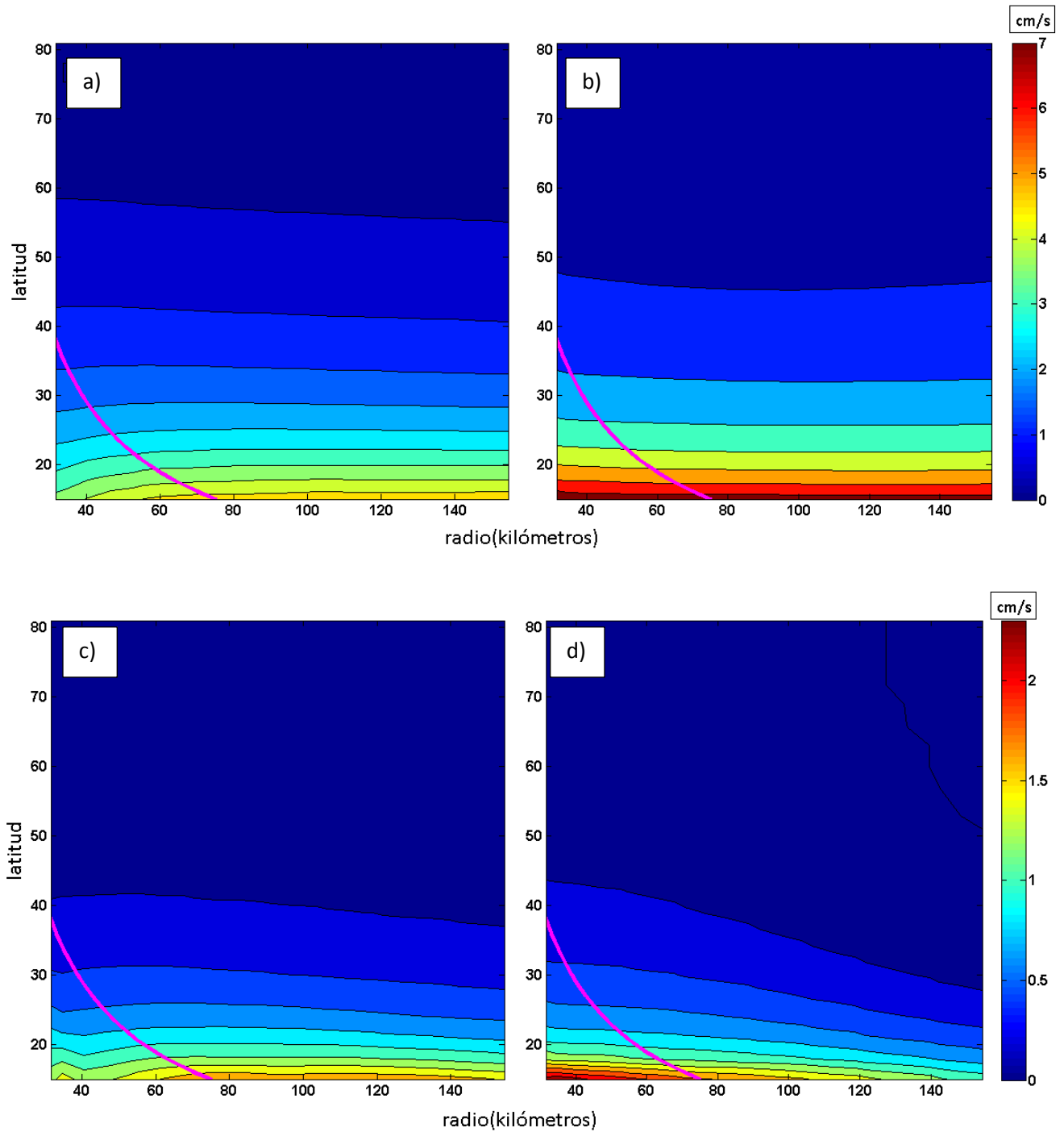


Figura 13. Valor absoluto de la velocidad de propagación (zonal y meridional) estimadas a los 150 días de simulación. La velocidad de propagación zonal siempre es negativa (hacia el Oeste). La velocidad meridional es negativa (positiva) para anticiclones (ciclones). a) Propagación zonal (ciclones), b) Propagación zonal (anticiclones), c) Propagación meridional (ciclones), d) propagación meridional (anticiclones). El eje horizontal representa la escala radial L de los remolinos y el eje vertical representa la latitud inicial. La línea magenta representa a $Rd = \frac{\sqrt{g'h}}{f}$

La velocidad de traslación zonal para remolinos en el océano ha sido estudiada con anterioridad. Por ejemplo en Chelton et al., (2011b) se realizó un estudio de la propagación de remolinos para el periodo 1992-2008, y la velocidad de traslación en función de la latitud es mostrada en la Figura 12 (puntos verdes). Superpuesto a los datos observados en la figura 12, se muestran las curvas de velocidad de traslación zonal obtenidas en nuestros experimentos numéricos para remolinos ciclónicos (líneas azules), así como anticiclónicos (líneas rojas), además de la velocidad de fase de ondas de Rossby largas (línea negra). En Chelton et al., 2011b, encontraron que para latitudes menores a 25° la mayoría de los remolinos observados se propagan a una velocidad menor que $\beta_0 R d^2$. Resulta evidente que los datos observados se agrupan alrededor de las tres curvas. Cabe mencionar que los datos observados contienen remolinos observados de altimetría, algunos de los cuales corresponden a dipolos, lo cual puede resultar en remolinos que se propagan en cualquier dirección. El valor absoluto de la velocidad de propagación descompuesta en sus componentes zonal y meridional se muestra en la Figura 13. En ella podemos apreciar más detalladamente la diferencia que hay entre la velocidad de ciclones y anticiclones no lineales, principalmente a latitudes bajas. La diferencia en la velocidad zonal es significativa, resultando casi dos veces más rápida para anticiclones. La velocidad meridional aparenta estar más relacionada con el tamaño del remolino que la velocidad zonal. A latitudes altas ($\geq 40^\circ$) la propagación meridional es insignificante y ambos tipos de remolino se propagan prácticamente a la misma velocidad. Early *et al.* (2011) encontró que en los remolinos geostroficados la velocidad de propagación se encuentra más influenciada por la amplitud que por L y que en general los remolinos de mayor amplitud y

mayor L se propagan más rápido. Nosotros combinando dos amplitudes fijas ($A_1=200\text{m}$, $A_2=1\text{ cm}$), 23 latitudes y 25 escalas radiales, encontramos que hay diferencias significativas entre ciclones y anticiclones, así como entre remolinos lineales (fig. 3) y no lineales (fig. 13). Además, mientras mayor sea el grado de no linealidad las diferencias evolutivas entre ciclones y anticiclones se vuelven mucho más notorias. En general se identifica a la latitud como la variable que más influye en la velocidad de propagación.

En Early *et al.* (2011) la mayoría de los remolinos alcanzaron un estado “cuasi-estable” entre los 100 y 200 días de simulación, durante el cual la amplitud no decaía. El decaimiento comúnmente está asociado con la generación de ondas de Rossby, que emanan por el lado este del remolino a medida que este viaja. Por encima de los 40° de latitud los remolinos se propagan más lentamente, ya que el desbalance interno disminuye (Van Leeuwen, 2007). Al propagarse menos la generación de ondas de Rossby disminuye. En latitudes altas los remolinos pueden permanecer coherentes por más tiempo ya que su amplitud decae muy lentamente.

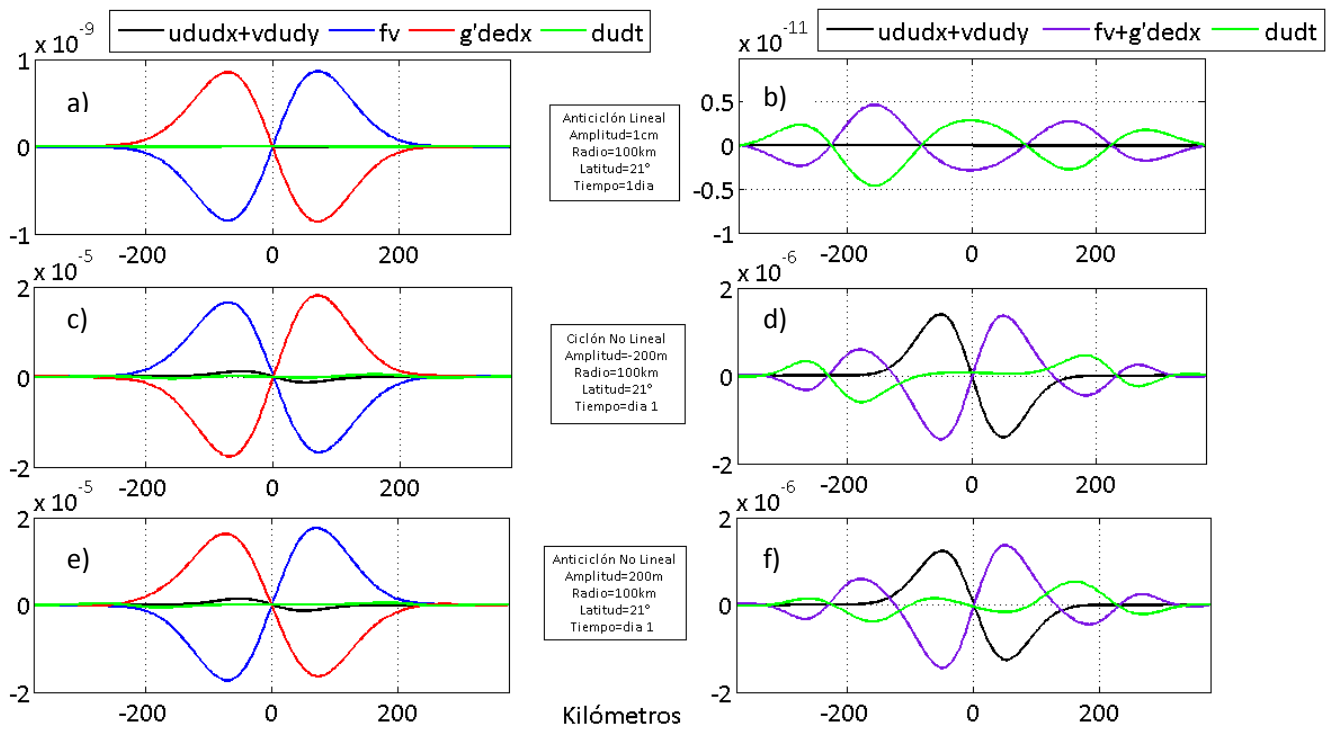


Figura 14. Diferencias entre el balance de remolinos lineales (a) y no lineales (b & c). Los colores representan a los términos de la primera ecuación presentada en la sección 2 (ec. 1). Los cortes longitudinales fueron realizados en la posición del máximo de η en el día 1 de la simulación.

3.2.4 Balances

El comportamiento que diferencia a los ciclones de los anticiclones solo puede ser debido al carácter no lineal que caracteriza a los remolinos. Algunos de los resultados mencionados anteriormente sugieren que el balance principal no es el mismo para remolinos con diferentes radios, amplitudes y latitudes. En la figura 14 podemos apreciar la contribución de cada término de la primera ecuación ec. 1 para remolinos lineales y no lineales. Se aprecia que el balance principal es geostrófico en los 3 casos. Se alcanza a apreciar que en los remolinos con amplitudes finitas (fig. 14 c y e) la contribución de los términos advectivos, aunque más pequeña que el término de Coriolis y el gradiente de presión, es mayor que la aceleración. Si sumamos los términos correspondientes al balance geostrófico (Gradiente de presión y Coriolis), en el caso lineal el balance de los términos geostróficos se dará con la aceleración (fig. 14d). Sin embargo, para amplitudes grandes, los términos geostróficos se balancean principalmente con los advectivos dentro del remolino (fig. 14d y f), resultando mayores que la aceleración.

En los remolinos lineales (Figura 14a), el gradiente de presión y la aceleración de Coriolis tienen un orden de magnitud de 10^{-9} . Al sumarse el orden de magnitud se reduce a 10^{-11} , el cual se balancea con la aceleración que tiene el mismo orden de magnitud. Aquí los términos no lineales son insignificantes. Una vez sumados la aceleración de Coriolis y el gradiente de presión ya no puede identificarse el remolino dentro del balance restante (Figura 14b).

En los remolinos no lineales (Figura 14c & e), el gradiente de presión y Coriolis tienen un orden de magnitud de 10^{-5} (cuatro órdenes de magnitud mayor que en los remolinos lineales). El resultante balance geostrófico tiene un orden de magnitud de 10^{-6} , que dentro del remolino,

es principalmente balanceado por los términos no lineales, y en menor medida la aceleración, que en estos tienen una magnitud de 1×10^{-6} . En estos remolinos la advección es tan solo un orden de magnitud menor que Coriolis y el gradiente de presión.

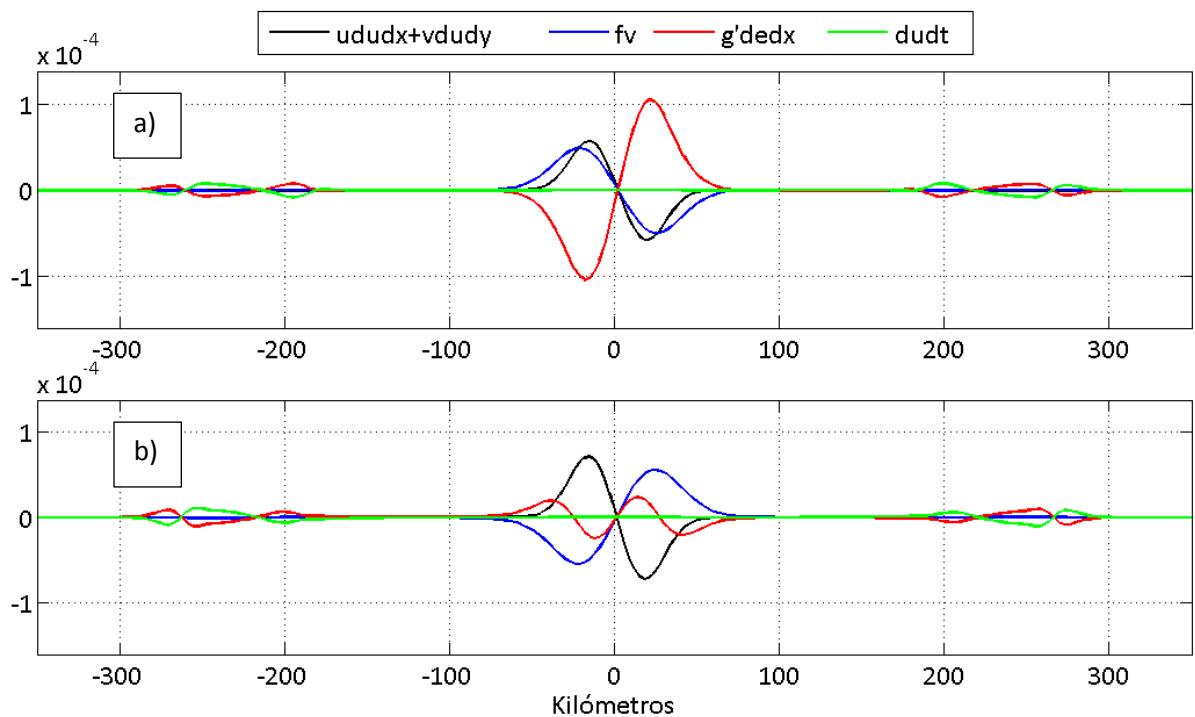


Figura 15 Diferencias entre el balance de ciclones (a) y anticiclones (b) fuertemente no lineales. Inicializados en 15° de latitud con 30km de radio. Los colores representan a los términos de la primera ecuación presentada en la sección 2 (ec. 1). Los cortes longitudinales fueron realizados en la posición del máximo de η en el día 1 de la simulación.

La explicación del por qué algunos remolinos fuertemente no lineales modificaron su amplitud drásticamente (secc. 3.2.3) se presenta a continuación y se ilustra en la Figura 15.

Cuando los términos no lineales son de una magnitud comparable con Coriolis el remolino debe modificar su forma para encontrar un balance. En el caso de los ciclones, Coriolis y la advección tienen el mismo signo y se suman. El gradiente de presión, que es de la misma magnitud, no puede balancear la suma de ambos términos. A causa de este desbalance la amplitud del remolino crece (el remolino se estira) para poder igualar la suma (Figura 15a). En el ciclón con $Ro=1$ ($L=31.5$ km, $f=3.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $V=1.10 \text{ ms}^{-1}$), los tres términos (Coriolis, advección y gradiente de presión), eran prácticamente iguales por lo que el gradiente de presión aumentó casi el doble de su valor inicial para encontrar balance. Lo opuesto ocurrió con su contraparte anticiclónica (Figura 15b) en donde el gradiente de presión disminuyó lo más que pudo para poder lograr un balance. En el caso de los anticiclones, Coriolis y la advección tienen signo opuesto. Estos son del mismo orden de magnitud y se balancean casi por si solos. El gradiente de presión sale sobrando y para pasar desapercibido el remolino modifica su forma, disminuyendo su amplitud.

4. CONCLUSIONES

La elección de utilizar FORTRAN para la implementación del modelo, presenta algunas ventajas comparadas con otros lenguajes, por ejemplo matlab: Por un lado, el gasto computacional se redujo significativamente, y con esto, nos permitió explorar una gran cantidad condiciones iniciales. El modelo de gravedad reducida de capa y media representa de una manera adecuada las características principales acerca de la traslación de los remolinos de mesoescala descritas previamente (McWilliams & Flierl 1979; Nof 1981; Chassignet & Cushman-Roisin 1991; Van Leeuwen 2007; Chelton *et al.*, 2007 y 2011a y b; Early *et al.*, 2011).

La condición inicial Gaussiana y con velocidades geostróficas, al ser inexacta produjo diferentes tipos de balance dentro del experimento no lineal (Figuras 14 y 15). La principal diferencia entre ambos experimentos fue que en la corrida no lineal todos remolinos sobrevivieron y permanecieron como estructuras coherentes durante los 150 días de simulación que se analizan en este trabajo. Ambos tipos de remolinos viajaron al oeste, desplazándose a una velocidad menor a $-\beta_0 R d^2$ a latitudes bajas. En el experimento lineal el movimiento es puramente zonal. Si la amplitud es suficientemente grande (no lineal) ocurre una deflexión meridional opuesta para ambos tipos de remolino.

Nuestros resultados también nos sugieren que la amplitud no genera cambios significativos en la velocidad de traslación zonal cuando el valor de L es mayor que el Rd . Sin embargo la amplitud sí provoca cambios en la evolución de los remolinos con escalas radiales iguales o menores a Rd . Esto es obvio, ya que al mantener la amplitud constante, al ser mayor el radio del remolino en realidad es menor su esbeltez, es decir es más lineal.

Cuando la amplitud es diminuta y la escala radial es menor que el Rd , los remolinos se disipan rápidamente. Pero, si la amplitud es grande los términos no lineales crecen y los remolinos de radios pequeños pueden entrar en un balance diferente al geostrófico. La advección actúa de igual manera en ambos tipos de remolino pero en combinación con la aceleración de Coriolis y el gradiente de presión provoca que los ciclones y anticiclones se comporten de una manera muy diferente, lo cual no resulta evidente en un modelo quasigeostrófico.

El modelo de gravedad reducida, aunque es sencillo, nos muestra que el comportamiento general de los remolinos simulados es muy similar a los remolinos reales (Figura 4).

Uno de los resultados más importantes es el efecto de la no linealidad. No solo diferencia a ciclones y anticiclones, sino que además determina su evolución, permitiendo un balance extra que permite una vida media mucho mayor.

5. REFERENCIAS

- Benilov, E. S. (1996). Beta-induced translation of strong isolated eddies. *J. Phys. Ocean.*, **26**, 2223-2229.
- Chassignet, E. P., & Cushman-Roisin, B. (1991). On the influence of a lower layer on the propagation of nonlinear oceanic eddies. *J. Phys. Ocean.*, **21**, 939-957.
- Chelton, D. B., Gaube, P., Schlax, M. G., Early, J. J., & Samelson, R. M. (2011). The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll. *Science*, **334**, 328-332.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., & Samelson, R. M. (2011). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in Oceanography*, **91**, 167-216.
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Samelson, R. M., & de Szoeke, R. A. (2007). Global observations of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Letters*, **34**.
- Early, J. J., Samelson, R. M., & Chelton, D. B. (2011). The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean Eddies. *J. Phys. Ocean.*, **41**, 1535-1555.
- Flierl, G. R. (1977). The application of linear quasigeostrophic dynamics to Gulf Stream rings. *J. Phys. Ocean.*, **7**, 365-379.
- Gill, A. E. (1982). Atmosphere-ocean dynamics (Vol. 30). Academic press.
- Haller, G., & Beron-Vera, F. J. (2013). Coherent Lagrangian vortices: The black holes of turbulence. *J. Fluid Mech.*, **731**, R4.
- Korotaev, G. K. (1997). Radiating vortices in geophysical fluid dynamics. *Surveys in Geophysics*, **18**, 567-618.
- Kuhn, J. R., Armstrong, J. D., Bush, R. I., & Scherrer, P. (2000). Rossby waves on the Sun as revealed by solar 'hills'. *Nature*, **405**, 544-546.
- Lou, Y. Q. (2000). Rossby-type wave-induced periodicities in flare activities and sunspot areas or groups during solar maxima. *Astrophys. J.*, **540**, 1102.
- McWilliams, J. C., & Flierl, G. R. (1979). On the evolution of isolated, nonlinear vortices. *J. Phys. Ocean.*, **9**, 1155-1182.
- Nof, D. (1981). On the β -induced movement of isolated baroclinic eddies. *J. Phys. Ocean.*, **11**, 1662-1672.
- Robinson, A. R. (1983). Overview and summary of eddy science. In *Eddies in marine science* (pp. 3-15). Springer Berlin Heidelberg.

- Stewart, R. H. (2008). Introduction to physical oceanography. Texas: Texas A & M University, 133-147.
- Van Leeuwen, P. J. (2007). The propagation mechanism of a vortex on the β plane. *J. Phys. Ocean.*, **37**, 2316-2330.
- Velasco Fuentes, O. (2003). ¡Larga Vida al Vórtice! *Ciencia y desarrollo*, **29**, 23-29.
- Williams, G. P. (1978). Planetary circulations: 1. Barotropic representation of Jovian and terrestrial turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1399-1426.
- Zhang, Z., Wang, W., & Qiu, B. (2014). Oceanic mass transport by mesoscale eddies. *Science*, **345**, 322-324.